

宮城県沖地震を想定した連動破壊現象の可能性の検討

著者	有吉 慶介, 松澤 暢, 日野 亮太, 長谷川 昭
雑誌名	SENAC : 東北大学大型計算機センター広報
巻	40
号	3
ページ	45-56
発行年	2007-07
URL	http://hdl.handle.net/10097/00124423

[研究成果]

宮城県沖地震を想定した 連動破壊現象の可能性の検討

有吉 慶介^{*1}, 松澤 暢^{*2}, 日野 亮太^{*2}, 長谷川 昭^{*2}

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター

^{*1} 独立行政法人 海洋研究開発機構 (JAMSTEC)

海洋工学センター 海底地震・津波ネットワーク開発部 リアルタイム情報発信グループ
(DONET)

^{*2} 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター

宮城県沖では、過去の地震活動から浅部と深部に地震発生領域（アスペリティ）が存在すると考えられている。アスペリティ間の相互作用が無視できない場合、連動したりしなかったりして破壊様式が複雑になるであろう。しかし一方で、浅部アスペリティが本当に深部アスペリティに影響を及ぼしているのか、今のところ不明である。そこで、本研究では浅部アスペリティが存在する場合としない場合で結果を比較して浅部アスペリティの影響を調べた。さらに、アスペリティの破壊の順序によって連動性が異なるというシミュレーション結果より、今後起こるとされる宮城県沖地震のシナリオを検討した。その一つの可能性として、2005年に発生した宮城県沖地震のアスペリティは再び固着していると考えられていることから余効すべり作用が弱まり、浅部の連動を妨げる働きになり得ることを示した。

§ 1. はじめに

宮城県沖では、表1に示された過去の地震活動履歴より、浅部と深部に地震発生領域（アスペリティ）が存在すると考えられている。前回の研究では、浅部と深部にそれぞれ単純化したアスペリティを想定した2次元数値シミュレーションを試行し、連動する場合の地震の規模が、連動せずに単独で起きた場合の和よりも大きくなることを示した [1]。しかし、最近のより詳細な研究成果によって、深部アスペリティでは複数のアスペリティから構成されていることが明らかとなった（図1）。しかし、このような空間的分布を持つアスペリティを2次元モデルで想定することは事実上困難である。そこで、本研究では、2次元モデルから3次元モデルへと、より現実的な

ものとして発展させることで、アスペリティ間の相互作用について、さらに踏み込んだかたちで議論することを目的とする。

表 1. 宮城県沖地震の主な活動履歴

発生年月日	領域	マグニチュード	津波
1793/02/17	浅部	8.2	有
1835/07/20	深部	7.3	不明
1861/10/21	深部	7.4	有
1897/02/20	深部	7.4	有
1897/08/05	浅部	7.7	有
1936/11/03	深部	7.4	有
1978/06/12	深部	7.4	有

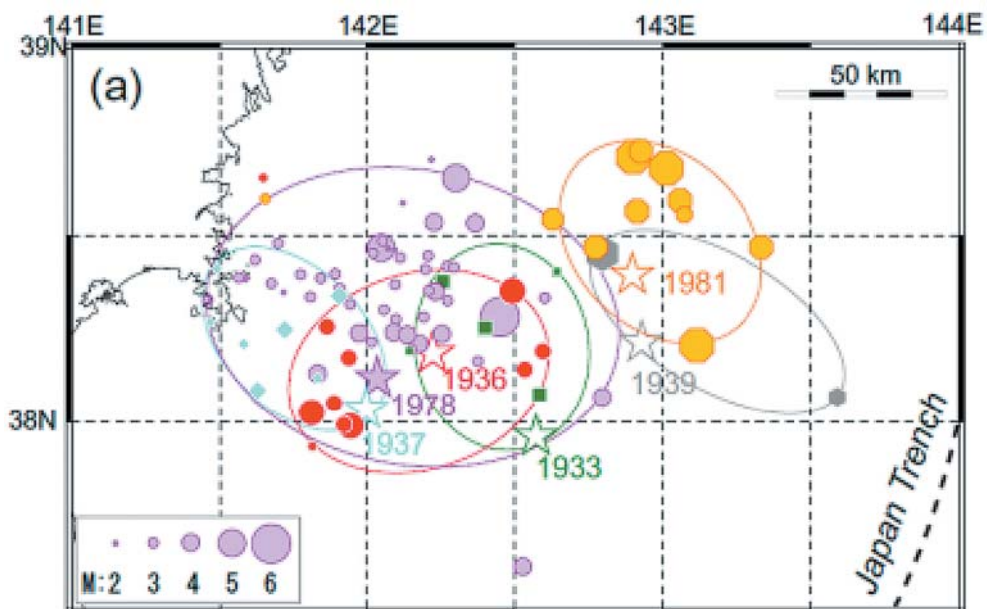


図 1. 前回(1978 年)と前々回(1933, 1936, 1937 年)の宮城県沖地震の本震(星印)と余震(丸印)の震央分布 エラー! 参照元が見つかりません。。

§ 2. モデリング

計算手法については、多重 FFT を用いた 3 次元モデル研究としてまとめた有吉・他 [3] と同じなので、そちらを参照されたい。今回の研究で想定した摩擦パラメータの空間分布を図 2 に示す。ここでは、百年～数百年に一回しか起きていないとされる浅部アスペリティについて、本当に存在しているのか、また、存在したとして、その影響がどれほどなのか、ほとんど未知である。そこで、本研究では浅部アスペリティがない場合 (Model M) を想定した。さらに、浅部アスペリティが存在する場合でも、浅部アスペリティの固着が強いものと弱いものの 2 つの場合を想定するために、ここでは異なる特徴的すべり量 dc を用いることにした。ここで、特徴的すべり量(dc)の性質として、 dc が長いほど($a-b<0$ を満たす)アスペリティの強度が弱くなることが知られている [4]。そこで、 dc が 4cm と 8cm のものをそれぞれ、Model 4D, 8D とした。

共通する他のパラメータについては、想定した平面プレートの傾斜角を 20° 、プレートの沈み込み速度(V_{pl})を 9cm/year、深部アスペリティの dc を 4cm とした。また、深部アスペリティ領域 ($a-b<0$) では、間隙水圧が深さと共に変化するシステム [5] を想定し、 $\sigma_i(z)=\kappa(\rho_{rock}-\rho_w)gz$ として表わされる有効法線応力について、アスペリティ A, B, C でそれぞれ、 $\kappa=0.67, 1.31, 0.81$ とした。また、1978 年の地震では 3 つのアスペリティが極めて短時間で全て破壊したと考えられている。これは、連鎖破壊を起こすための余効すべりの伝播速度が、三陸はるか沖地震で捉えられたような $\sim 10\text{km/day}$ [6] よりもはるかに速かった可能性を示している。これは、アスペリティを囲む領域の有効法線応力が低い可能性が考えられ [7]、本研究ではこのことを考慮し、中間すべり域 (図 2 で $a-b=0$) において、 $\kappa=0.1$ を想定した。

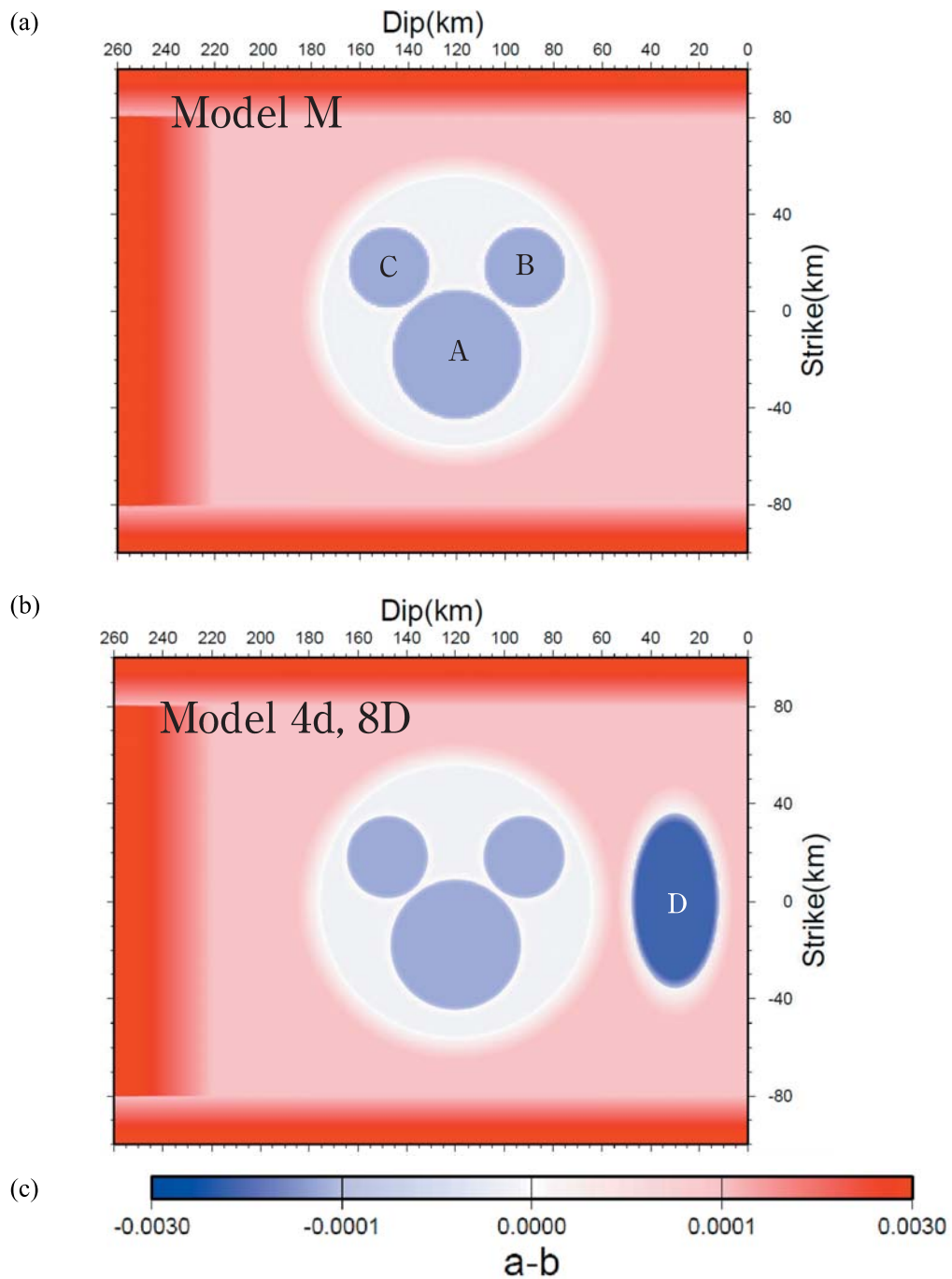


図2．沈み込みプレート境界面上に想定した摩擦パラメータの空間分布図．青い色が濃い(a-b<0)ほど、アスペリティの固着強度が強いことを示す．(a) Model M では、浅部アスペリティの影響を考慮しない場合．(b) Model D では、浅部アスペリティの影響を考慮した場合で、 $d_c=4\text{cm}$ と 8cm との2つの場合を想定した．

§ 3. 浅部アスペリティの存在が無視できる場合 (Model M)

図 3 に、3つのアスペリティ領域内で平均した積算すべり量と対数規格化したすべり速度の履歴の一部を示す．実際には、繰り返しのないまま数千年以上に渡って続いており、相互作用によって複雑化されたと解釈することが出来る．都合上、図 3 にイベントの名前を M①～M④とつけると、具体的には、M①③は、A→B→Cの順序で破壊しているが、時間差は M①で 0.5 年と 140 秒に対して、M③では 700 秒と 1 時間となっている．また、M②では B→A→C と連鎖するが、すべり速度の遅いスロースリップ(すべり速度が遅く、揺れと感じにくいもの)性のイベントとなっている．他に M④では C→B→A となっているが、A→C→B と連鎖するイベントは全く見られなかった．これは、連鎖する順番が決まっていることと、伝播速度が深さと共に遅くなること [7] を反映しているものだと考えられるが、詳細な過程については後述する．

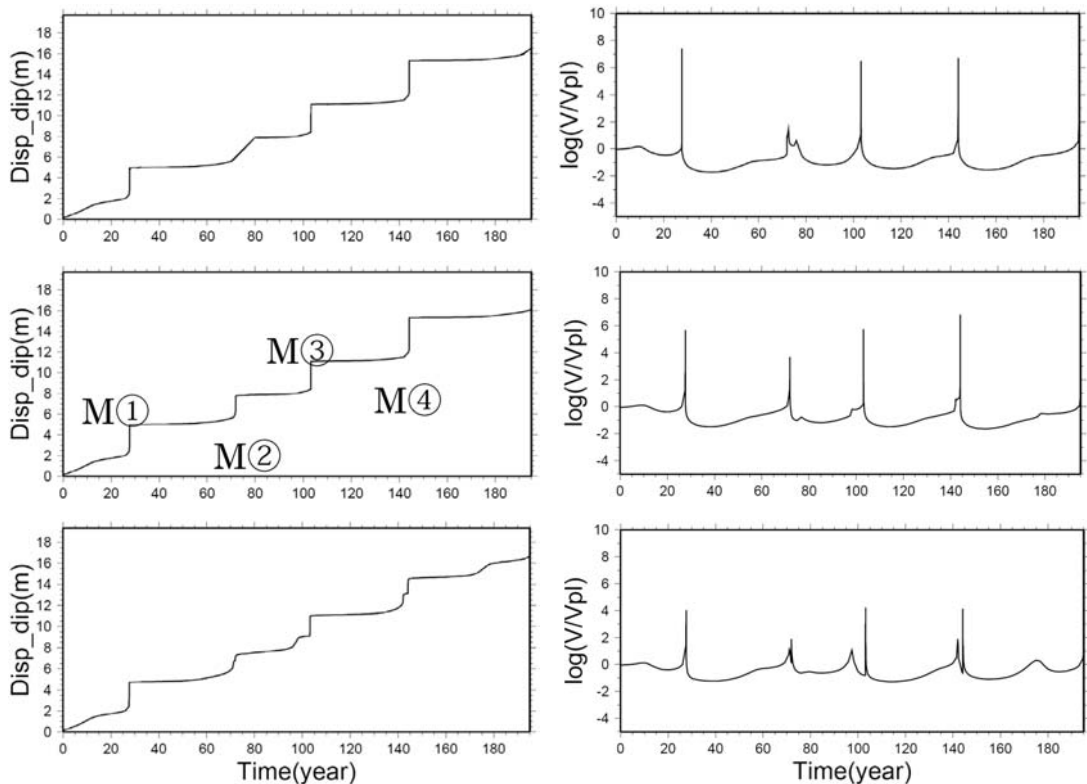


図 3. アスペリティ A (中段), B (上段), C (下段) 領域内で平均した積算すべり量 (左側) と対数規格化したすべり速度 (右側) の時系列.

§ 4. 固着の強い浅部アスペリティが存在する場合 (Model 4D)

図 4 にアスペリティ A 領域内で平均した摩擦係数 (有効法線応力で規格化されたせん断応力) の履歴の一部を示す. Model 4D では, Model M とは異なり, 毎回 D→A→B→C の順番で単一周期のサイクルで破壊される結果となった. その理由としては, 浅部の固着が強いために, 図 4 で緑の線分によって示された (せん断) 応力蓄積レートが Model M に比べて 10-20%低下したために, 深部だけでイベントが起き難くなったことと, 浅部で大規模な余効すべりが生じるために, D→A で 0.1 年, A→B, B→C でおよそ 300 秒の時間差を伴って連鎖破壊が生じたと考えられ, 結果として, マクロ的に単一のアスペリティが存在することと同等になったと解釈できる.

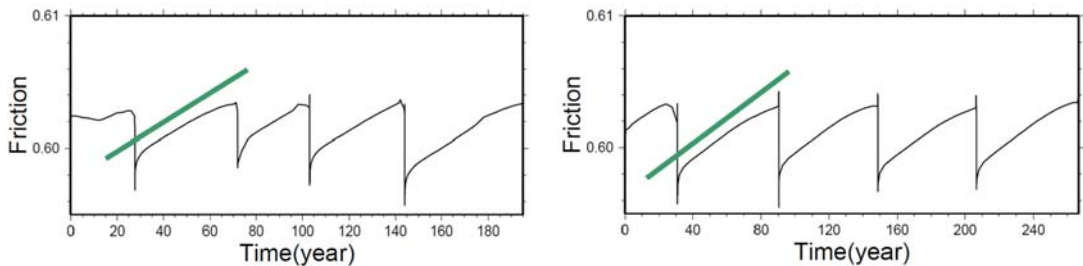


図 4. Model M (左) と Model 4D (右) における, アスペリティ A 領域内で平均した摩擦係数の時系列. 緑の線分は摩擦係数 (あるいは有効法線応力で規格化されたせん断応力) の時間変化率を示し, Model 4D の方が Model M より 10~20%程度低い.

§ 5. 固着の弱い浅部アスペリティが存在する場合 (Model 8D)

Model 8D, すなわち $dc=8\text{cm}$ とした場合, Model 4D の結果とは異なり, Model M と同じような複雑なパターンが生じた. これは, § 4 の最後に考察した現象がおきていないためである. そこで本稿では代表的な 3 つの例を紹介する.

図 5 に, D→B→A→C と連鎖破壊を生じたイベントについて, 対数規格化したすべり速度のスナップショットを示す. ここで色の違いは, 黒い領域が (1cm/sec を超える) 地震性すべり, 赤い領域が (地震性より遅い) 高速すべり, 青い領域が固着状態, 白い領域が定常的すべり速度 V_{pl} でずるずるとすべっていることに相当するものである. 図 5 を見ると, 浅部アスペリティで生じた地震後の余効すべりが 3 つの深部アスペリティ全てを浅い方から飲み込むように連鎖していることがわかる. すなわち, 浅部アスペリティによって深部アスペリティ群が連鎖する破壊の順番は, 余効すべりの到達順になることを示している. また, 地震性すべりは, B→A→C と連鎖するに従って減衰し, アスペリティ C を破壊した頃には消失して (地震性すべりを伴わずに一

般の地震計では感知されにくい) スロースリップイベントとなっていることがわかる。これは、図5⑤に示すように、壊れ残りの部分が地震性すべりを弱めているためだと考えられる。

図6に、 $C \rightarrow A \rightarrow B \rightarrow D$ と連鎖破壊を生じたイベントについて図5と同様に示す。これは図5とは逆に、深部から浅部へ連鎖的に破壊が生じたパターンに相当する。この場合も同様に浅部のイベント発生に伴い、大規模な余効すべりが生じて再び深部3つのアスペリティを飲み込もうとするが、深部アスペリティは2年前に蓄積されたすべりを解放したばかりであり、図6の青色が示すように再び固着過程に入っている状態となっている。そのため、浅部アスペリティDで生じた余効すべりは深部アスペリティ3つによって塞ぎ止められてしまい、結果として余効すべりのすべり速度が弱まることが示された。

図7に、 $A \rightarrow B \rightarrow C$ と連鎖破壊をするものの、浅部アスペリティDは固着したままのイベントについて同様に示す。これは、浅部アスペリティDから一番遠い深部アスペリティCが最後に壊れたため、深部アスペリティA・Bの固着による妨げ作用もあって、浅部アスペリティAの中心付近が壊れ残ってしまい、浅部では地震が発生しなかったと考えられる。

§ 6. シミュレーション結果に基づく宮城県沖地震の考察

最初に、図1に示した1933,36,37年に発生したイベントと、1978年のイベントの違いについて考察する。両者の違いは、連鎖破壊の時間差が年単位(1933,36,37年)と秒~分単位(1978年)と大きく異なっていることである。本研究の数値シミュレーションで示された連鎖破壊の時間差について、図5~7の3つのイベントで比較をすると、図5のパターンは、他よりも連鎖破壊の時間差が有意に短い傾向がみられる。これは、浅部アスペリティで発生する地震の規模が大きいことや深部アスペリティの連鎖反応を受けて、それに伴う余効すべり速度が大きいことが要因として考えられる。言い換えれば、摩擦特性が同じであっても、すべり速度によって伝播速度も変わることを示している。一方で、すべり速度が十分遅い場合 ($\sim 1.0 \times 10^{-7} \text{ m/s} = 35V_{pl}$ 以下の場合) は、すべり速度よりも摩擦特性の方が伝播速度に大きな影響を及ぼすことが示されている[7]。これらを併せて考えると、宮城県沖地震の深部側で物性が顕著に変わっていないとすると、1933,36,37年の場合と1978年の場合で連動する時間差が大きく異なったのは、1978年の場合には深部アスペリティのどれもが固着が剥がれかかった状態にあったためだと解釈することができる。

次に、2005年の場合はどうであろうか。今のところ、浅部では表1に示すように、

1897 年以降発生していないと考えられ、浅部も深部と連動して発生する可能性が十分にある。また、2005 年の宮城県沖地震では、1978 年のアスペリティ領域のうち、北西部を残して他が壊れたと考えられている**エラー！参照元が見つかりません。**つまり、壊れ残っている領域は、浅部アスペリティから一番遠い部分となっている。従って、近いうちに壊れ残った北西部が破壊したとしても、2005 年に地震としてすべった領域は固着状態に入っていると考えられることから、図 7 と同様に余効すべりは妨げられ、浅部は連動破壊をせずに壊れ残る可能性があるのかも知れない。

近年の大型計算機処理能力の大幅な向上に伴い、これまで実現できなかった、短時間で破壊が連動したりしなかったりする現象を、一つの閉じたシミュレーションによって再現することが出来つつある[8]。本研究のモデルは計算コストの関係から単純化し過ぎている面があるため、今回の成果はまだ初歩的な段階であり、計算結果をそのまま現実の宮城県沖地震へと当てはめる段階ではないが、宮城県沖地震が連動する場合としない場合との違いを考察する上で、明確な知見を与えたといえよう。

今後はプレートやアスペリティの形状を考慮することによって、よりリアルなシミュレーションへと近づけると共に、余効すべりの伝播速度から摩擦特性を推定するなど[7]、多角的にプレート境界面の特徴を抽出することによって、定量的な見積もりを数値シミュレーションから見出すことが、これからの大きな目標である。

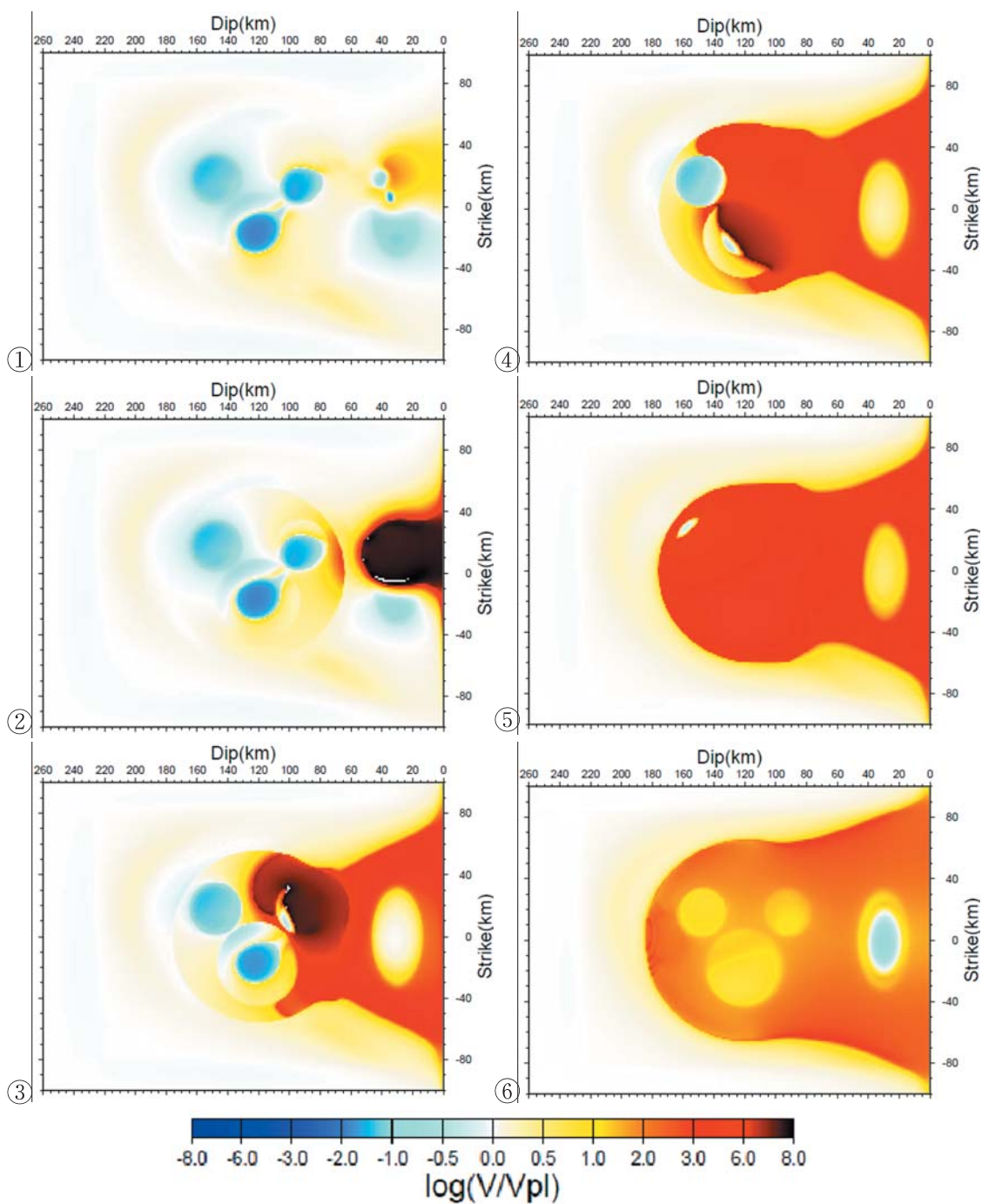


図5. Model 8D の (D→B→A→C) イベントにおける, 対数規格化されたすべり速度のスナップショット. ②～⑥の経過時間は, 125 日, 0.3 日, 380 秒, 0.9 時間, 2.8 日.

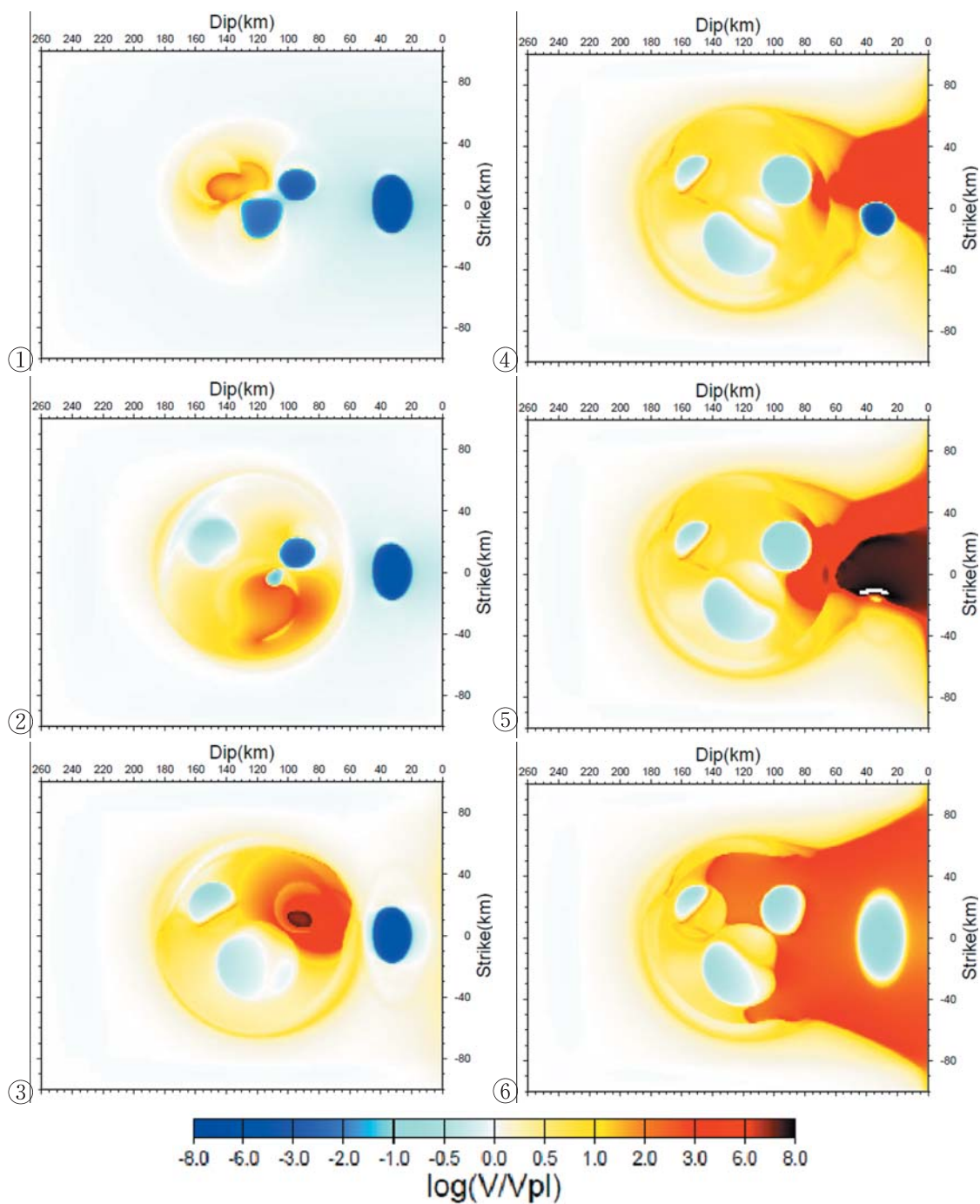


図6. Model 8D の (C→A→B→D) イベントにおける, 対数規格化されたすべり速度のスナップショット. ②～⑥の経過時間は, 1年, 0.8年, 0.2年, 0.5日, 0.8日.

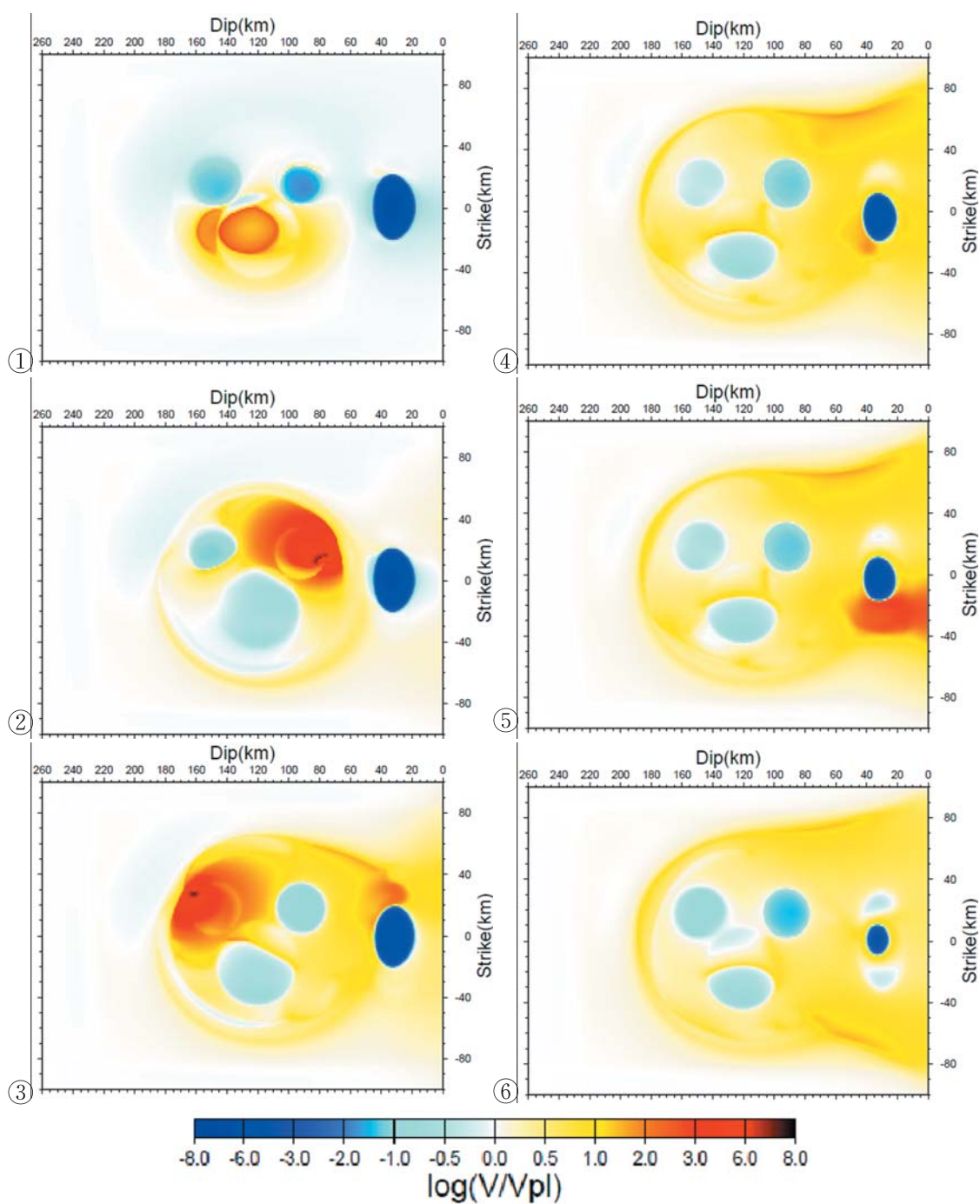


図7. Model 8D の (A→B→C) イベントにおける, 対数規格化されたすべり速度のスナップショット. ②～⑥の経過時間は, 0.9 年, 83 日, 44 日, 31 日, 61 日.

謝辞

本研究の一部は東北大学情報シナジーセンターとの共同研究「プレート境界面上におけるすべりの数値シミュレーション」による支援を受けました。本研究で使用了プログラムについてスーパーコンピューターSX-7 上での最適化は、NEC の下村様をはじめとする皆様より多大なご協力を頂きました。また、本研究は、文部科学省の委託研究「宮城県沖地震における重点的調査観測」の一環として行われました。

参考文献

- [1] 有吉慶介・松澤暢・矢部康男・長谷川昭・加藤尚之, 2006, 宮城県沖のプレート境界面を想定した断層セグメント間の相互作用, *SENAC*, 39, 15-36.
- [2] 海野徳仁・河野俊夫・岡田知己・中島淳一・松澤暢・内田直希・長谷川昭・田村良明・青木元, 2007, 1930 年代に発生したM7クラスの宮城県沖地震の震源再決定ー1978 年宮城県沖地震のアスペリティでのすべりだったのか？ー, *地震* 2, 59, 325-337.
- [3] 有吉慶介・松澤暢・長谷川昭, 2006, 相似地震震源域における非相似地震発生の可能性, *SENAC*, 39, 131-138.
- [4] Kato, N., and T. Hirasawa, 1997, A numerical study on seismic coupling along subduction zones using a laboratory-derived friction law, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 51-68.
- [5] Sibson, R. H., 2007, An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion? - the 2004 MJ6.8 Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake sequence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press.
- [6] Matsuzawa, T., N. Uchida, T. Igarashi, T. Okada, and A. Hasegawa, 2004, Repeating earthquakes and quasi-static slip on the plate boundary east off northern Honshu, Japan, *Earth Planets Space*, 56, 803-811.
- [7] Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, 2007, The key frictional parameters controlling spatial variations in the speed of postseismic slip propagation on a subduction plate boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256, 136-146.
- [8] 堀高峰, 2006, 地震サイクルの数値シミュレーションから見た北海道東部の大地震発生様式, *月刊地球*, vol.28, No.7, 481-486.